

Ugotavljanje debeline nevezanih sedimentov s seizmološko metodo mikrotremorjev

Andrej Gosar*

Povzetek

V geologiji pogosto raziskujemo sedimentne bazene, to je kotline in doline zapolnjene z nevezanimi usedlinami, saj iz njih pridobivamo različne energente in pitno vodo. Ker je v njih zgrajenih tudi večina naselij, nas zaradi temeljenja ali potresne nevarnosti zanimajo tudi geotehnične lastnosti mehkih sedimentov in globina do trdnih kamnin v podlagi. Poleg raziskovalnega vrtnja, ki pa poda le točkovni podatek, se za raziskave globine do podlage in njenega reliefa uporabljajo geofizikalne metode kot so geoelektrično upornostno sondiranje, refrakcijska in refleksijska seizmika ter gravimetrija. Tem se je kot dopolnilna pridružila seizmološka metoda spektralnega razmerja mikrotremorjev, ki na podlagi analize tresljajev v tleh naravnega in umetnega izvora (ambientne vibracije), učinkovito opredeli lastno frekvenco paketa mehkih sedimentov. Ta je odvisna od njihove debeline in hitrosti strižnega seizmičnega valovanja. Ker se potresno nihanje v mehkih sedimentih ojači, se to metodo uporablja predvsem pri analizi nevarnosti resonančnih učinkov med tlemi in stavbami v primeru potresa. Na podlagi poznavanja strižne seizmične hitrosti ali empirično izpeljane relacije med lastno frekvenco in globino iz razpoložljivih vrtn, pa lahko z njo učinkovito kartiramo debelino sedimentov na večjih območjih in s tem izdelamo modele oblike sedimentnih bazenov. Velika prednost je, da so meritve preproste, kratkotrajne in neinvazivne. Metodo smo učinkovito uporabili na Ljubljanskem barju za katerega je zaradi tektonike značilen zelo razgiban relief predkvartarne podlage in zelo mehki jezerski sedimenti. Na 16 km dolgem profilu med Vrhniko in Rakovo jelšo smo ugotovili velike razlike v debelini sedimentov od 20 do 170 m. Z obsežnimi meritvami na Iškem vršaju, ki je pomemben vodni vir za Ljubljano, pa smo izdelali podroben 3D modela sedimentnega bazena, ki bo uporabljen v hidrogeoloških analizah in modeliranju ter pri potresni mikrorajonizaciji.

Ključne besede: geofizika, seizmologija, sedimentni bazen, seizmični nemir, metoda mikrotremorjev, Ljubljansko barje

Keywords: geophysics, seismology, sedimentary basin, seismic noise, microtremors method, Ljubljansko barje

Uvod

Geološko zgradbo pod površjem Zemlje lahko poleg z vrtnami, ki so precej drage in dajejo podatek le v eni smeri (globini), raziskujemo z geofizikalnimi metodami, ki temeljijo na tem, da se kamnine med seboj razlikujejo po fizikalnih lastnostih. Med najbolj pogostimi so raziskave v sedimentnih bazenih ali z usedlinami zapolnjenih rečnih dolinah, kjer z geofizikalnimi metodami ugotavljamo debelino nevezanih sedimentov, ki ležijo na podlagi iz togih in trdnih kamnin, pri čemer lahko dokaj natančno opredelimo obliko oz. relief te podlage. Raziskave oblike sedimentnih bazenov so pomembne pri izkoriščanju energetskih virov kot so nafta, plin, premog in geotermalna energija, za zajem pitne vode, pri gradnjah

* Agencija RS za okolje, Urad za seizmologijo, Vojkova 1b, 1000 Ljubljana in UL, Naravoslovnotehniška fakulteta, Aškerčeva 12, 1000 Ljubljana

v zvezi s temeljenjem objektov in pri ocenjevanju potresne nevarnosti za ugotavljanje vpliva mehkih sedimentov na potresno nihanje tal. Mehki nevezani sedimenti in trdnejše kamnin se razlikujejo v svojih fizikalnih lastnostih kot so gostota, magnetna susceptibilnost, električna upornost in elastične lastnosti, slednje se odražajo v različni hitrosti seizmičnih valov (Reynolds, 1997). Zato je mogoče z metodami uporabne geofizike (Gosar in Ravnik, 2007) učinkovito raziskovati globino in relief kamninske podlage sedimentov. Gravimetrija in magnetometrija, ki sta pasivni metodi, se uporabljata predvsem za ugotavljanje lateralnih sprememb v lastnostih kamnin, aktivne geoelektrične upornostne in seizmične metode (refrakcijska in refleksijska seizmika) pa so zelo učinkovite za raziskovanje plastovitosti zgradbe ter določanje debeline sedimentov in reliefa podlage (Reynolds, 1997). V zadnjih dveh desetletjih se je kot dopolnilna uveljavila seizmološka metoda spektralnega razmerja mikrotremorjev, katere prednost je predvsem v tem, da se meritve zelo preproste in je z njimi mogoče zajeti večje površine, kar omogoča izdelavo 3D modelov oblike sedimentnih bazenov, za razliko o metod uporabne geofizike, ki se večinoma izvajajo vzdolž ravnih profilov.

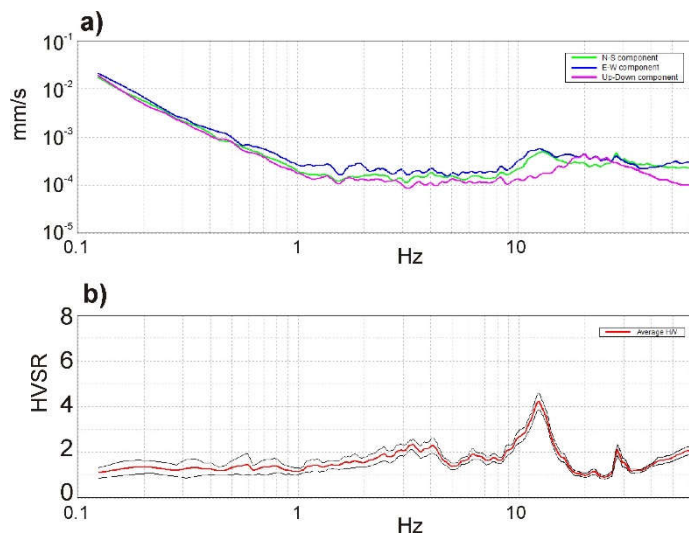
Metoda spektralnega razmerja mikrotremorjev

Z izrazom mikrotremorji označujemo stalno šibko tresenje tal ali seizmični nemir, ki je naravnega ali umetnega izvora. Naravne vibracije povzročajo morski valovi, ki zadevajo ob obalo, reke, slapovi in veter, umetne pa predvsem industrija in promet. Čeprav so že prej domnevali, da so lastnosti mikrotremorjev povezane z lokalno geološko zgradbo, sta šele Nogoshi in Igarasi (1971) predlagala metodo, pri kateri iz spektralnega razmerja med horizontalno in vertikalno komponento zapisa mikrotremorjev določimo lastno frekvenco sedimentov, ki so odloženi na kamninski podlagi. Med njima je znatna razlika v akustični impedanci, produktu seizmične hitrosti in gostote. Kljub temu se metoda v praksi ni uporabljala do objave članka (Nakamura, 1989), zaradi katerega jo nekateri imenujejo Nakamura metoda, vendar se je pozneje bolj uveljavilo poimenovanje metoda spektralnega razmerja mikrotremorjev (angl. *microtremor Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio - mHVSR*) (Molnar et al., 2018). Kljub nekaterim kritikam, se je metoda v praksi zelo uveljavila, predvsem ko so v okviru projekta SESAME zelo podrobno raziskali vse okoliščine uporabe mikrotremorjev ter izdelali smernice za pravilno izvedbo, obdelavo in vrednotenje meritev. Teoretično ozadje te metode namreč dolgo ni bilo povsem pojasnjeno in bili sta vsaj dve različni razlagi povezave spektralnega razmerja horizontalne in vertikalne (H/V) komponente mikrotremorjev z lastno frekvenco sedimentov (Bard, 1999).

Razlaga Nogoshija in Igarasija (1971) temelji na predpostavki, da sestavljajo mikrotremorje predvsem Rayleighjevi površinski seizmični valovi, za katere je značilno zapleteno nihanje delcev tal, ki opisujejo eliptično pot v navpični ravnini. Iz te predpostavke (Bard, 1999) sledi:

- spektralno razmerje horizontalne in vertikalne komponente (H/V) odraža predvsem eliptičnost Rayleighjevih valov, ki prevladujejo v vertikalni komponenti zapisa,
- eliptičnost je odvisna od frekvence valovanja in v primeru, da je kontrast v akustični impedanci med plastjo sedimentov na površini in skalno podlago velik, pokaže H/V izrazit vrh pri lastni frekvenci plasti sedimentov (slika 1),
- do vrha v H/V razmerju pride zaradi tega, ker je smer v kateri krožijo delci pri Rayleighjevem valovanju odvisna od frekvence. Pri nizkih frekvencah je nasprotna smeri širjenja valovanja, pri visokih frekvencah pa enaka smeri širjenja. V ozkem vmesnem območju, ki ustreza lastni frekvenci sedimentne plasti pa nihanje delcev v vertikalni smeri izgine, kar se odrazi kot vrh v H/V razmerju.

Razlaga Nakamure (1989) pa temelji na predpostavki, da se v mehki plasti sedimentov vpliv površinskih valov tako zmanjša, da ga lahko zanemarimo in je zato spektralno razmerje H/V odvisno le od prostorskih, predvsem horizontalno polariziranih strižnih (SH) valov, ki se ujamejo v površinski plasti jih zato zaznamo predvsem na horizontalnih komponentah, na vertikalni komponenti pa skoraj nič. Spektralno razmerje H/V tako neposredno pomeni prenosno funkcijo sedimentov za S valove. V kasnejših modelnih raziskavah so se precej ukvarjali z deležem površinskih in prostorskih seizmičnih valov v spektralnem razmerju H/V in dali prednost razlagi z Rayleighjevimi valovi.



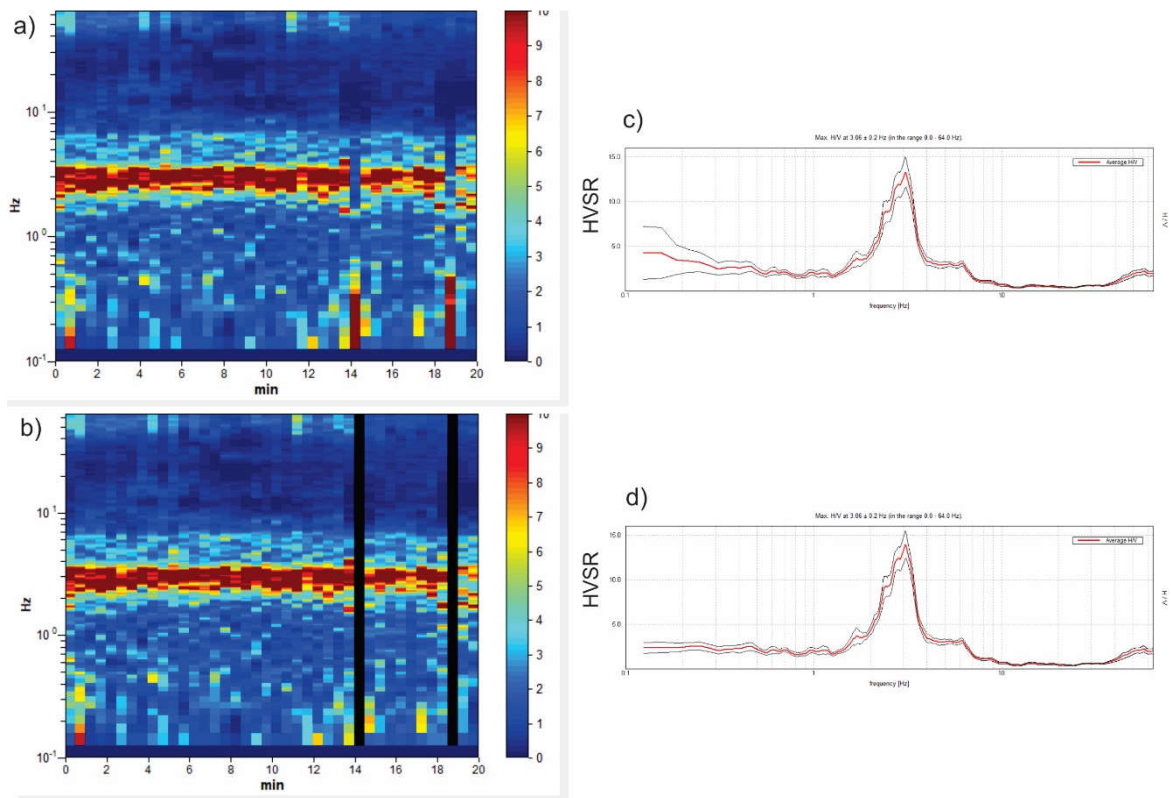
Slika 1 – a) Spektri trikomponentnega zapisa mikrotremorjev jasno kažejo razliko med obema vodoravnima in navpično komponento. b) V spektralnem razmerju geometrijskega povprečja obeh vodoravnih in navpične komponente nastane vrh, ki odraža lastno frekvenco mehkih sedimentov.

Meritve in analiza podatkov mikrotremorjev

Za meritve mikrotremorjev lahko uporabimo širokopasovne trikomponentne seizmometre, ki se uporabljajo za monitoring potresov, vendar so ti veliki in težki in po transportu potrebujejo nekaj časa, da se stabilizirajo. Dodatna težava so kabli, ki povezujejo seizmometer, zajemalno enoto in vir napajanja, saj so vir mehanskih in električnih motenj. Zato so razvili posebne prenosne seizmografe za meritve mikrotremorjev, pri katerih so vsi elementi: elektrodinamični senzor, registrator in napajalna baterija integrirani v skupno ohišje. Povezovalnih kablov zato ni, zaradi majhne teže (1,1 kg) pa so tudi lahko prenosljivi (MoHo, 2017). Meritev na posamezni točki traja navadno 20 minut, kar omogoča analizo podatkov do spodnje frekvence okoli 0,5 Hz, kar je tudi meja za vgrajen senzor. Pri meritvah se moramo izogibati močnejšemu vetru, dežju, bližini rek, industrijskim obratom in prometnejšim cestam, ki povzročajo preveč nezaželenih močnih tresljajev (Gosar, 2007).

Zapise seizmičnega nemira in njihove spektrograme najprej vizualno pregledamo in opredelimo območja prehodnih močnejših motenj, ko je na primer mimo peljal tovornjak. Pri tem celoten zapis razdelimo v 30 sekundna okna in v spektrogramu (slika 2) izločimo tista, ki vsebujejo močnejše, predvsem nizkofrekvenčne motnje. Nato izračunamo povprečne amplitudne spektre za vse tri komponente (slika 1a), ki pokažejo, da je amplituda mikrotremorjev na navpični komponenti (violična) v frekvenčnem območju med 10 in 15 Hz znatno manjša kot na obeh vodoravnih (modra in zelena) komponentah. Zato se na spektralnem razmerju med vodoravnima in navpično komponento (H/VS), v tem območju

pokaže izrazit vrh (na sliki 1b je to pri okoli 12 Hz, na sliki 2d pa pri 3,1 Hz). Vrh v H/V spektralnem razmerju podaja lastno frekvenco paketa sedimentnih plasti do prve izrazite geološke meje, oziroma do izrazitega kontrasta v akustični impedanci kamnine, njegova amplituda pa je odvisna od impedančnega kontrasta. V primeru potresa, se v mehkih sedimentih potresno nihanje tal ojači in sicer najbolj prav v območju njihove lastne frekvence kar moramo pri ocenjevanju potresne nevarnosti upoštevati s potresno mikrorajonizacijo. Ker imajo tudi vse stavbe svojo lastno frekvenco, ki je odvisna od njihove višine in konstrukcije, so posebno nevarni resonančni učinki med mehкими sedimenti in objekti, kadar sta obe lastni frekvenci podobni (Gosar et al., 2010).



Slika 2 – Barvno kodirano spektralno razmerje (spektrogram) za 30 s dolge odseke seizmičnega zapisa (a). Po odstranitvi odsekov z nizkofrekvenčnimi motnjami (b) se izboljša razmerje med signalom in šumom (d) glede na prvotni zapis (c).

Kartiranje debeline nevezanih sedimentov

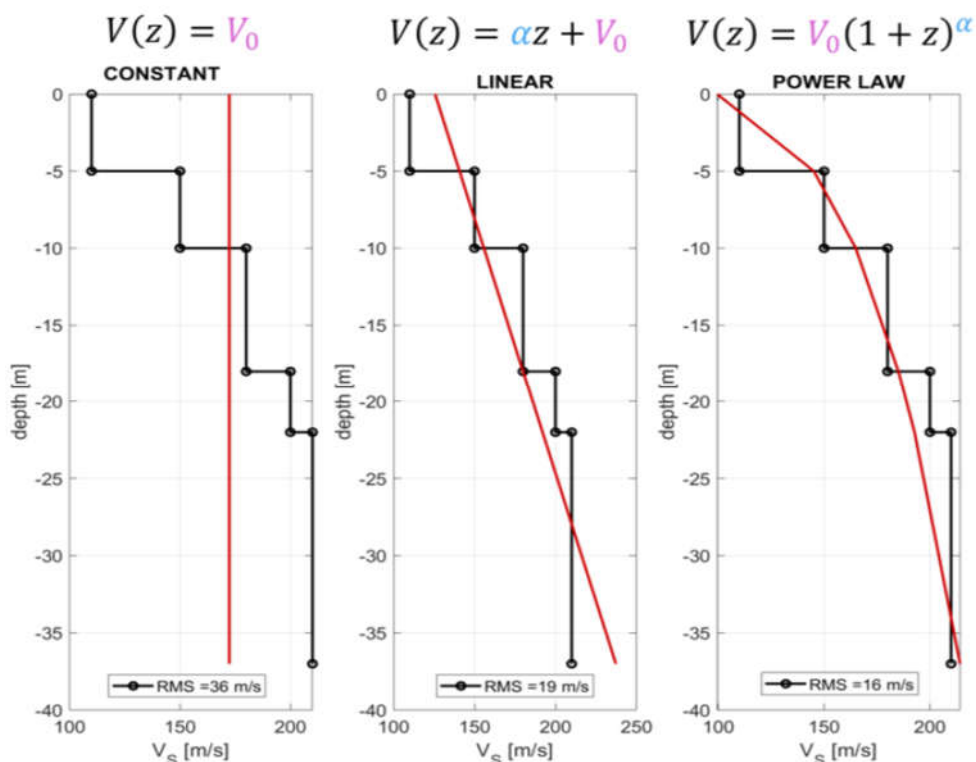
V primeru, da je plast sedimentov homogena, je relacija med lastno frekvenco (f_0) in debelino (z) sedimentov preprosta

$$f_0 = Vs/4z$$

Če poznamo hitrost strižnega seizmičnega valovanja (Vs), lahko torej izračunamo debelino. Navadno pa se seizmična hitrost z globino spreminja, saj imamo večje število plasti z različnimi lastnostmi, svoje prispeva pa tudi kompaktacija, zato se navadno hitrost z globino povečuje in je torej funkcija globine $Vs(z)$ in izrazimo debelino (z) kot

$$z = Vs(z)/f_0$$

Čeprav je sprememba hitrosti z globino zaradi različnih plasti navadno stopničasta, jo pogosto nadomestimo z zvezno funkcijo, ki je lahko preprosto povprečna hitrost vseh plasti (konstantna), linearna ali potenčna (slika 3).



Slika 3 – Različni načini aproksimacije spreminjanja hitrosti z globino, ki se uporabljajo za spremembo lastne frekvence sedimentov (f_0) v debelino (z) (MoHo, 2023).

Raziskave strižnih seizmičnih valov pa predvsem v nekoliko večjih globinah niso preproste. Geofizikalne seizmične raziskave se večinoma izvajajo z longitudinalnimi (P) valov in le redko s strižnimi (S) valovi, ki jih je težje generirati in registrirati. Bolj uveljavljena je metoda večkanalne analize površinskih valov (MASW), ki temelji na analizi disperzijske krivulje, ki podaja seizmično hitrost pri različnih valovnih dolžinah, te pa so povezane z različnimi globinami sedimentov. Možne pa so tudi meritve v vrtinah, kjer merimo čas prehoda P in S valovanja od površja do geofonske sonde v vrtini. Vse te meritve so žal v Sloveniji še razmeroma redke.

Če so na območju raziskav vrtine, ki so izvrtane do kamninske podlage, se lahko izognemo pretvorbi lastne frekvence (f_0) v debelino (z) z uporabo hitrosti tako, da najprej izvedemo meritve mikrotremorjev na lokacijah vseh vrtin in empirično določimo inverzno potenčno relacijo med z in f_0 (Ibs-von Seht in Wohlenberg, 1999)

$$z = a f^b$$

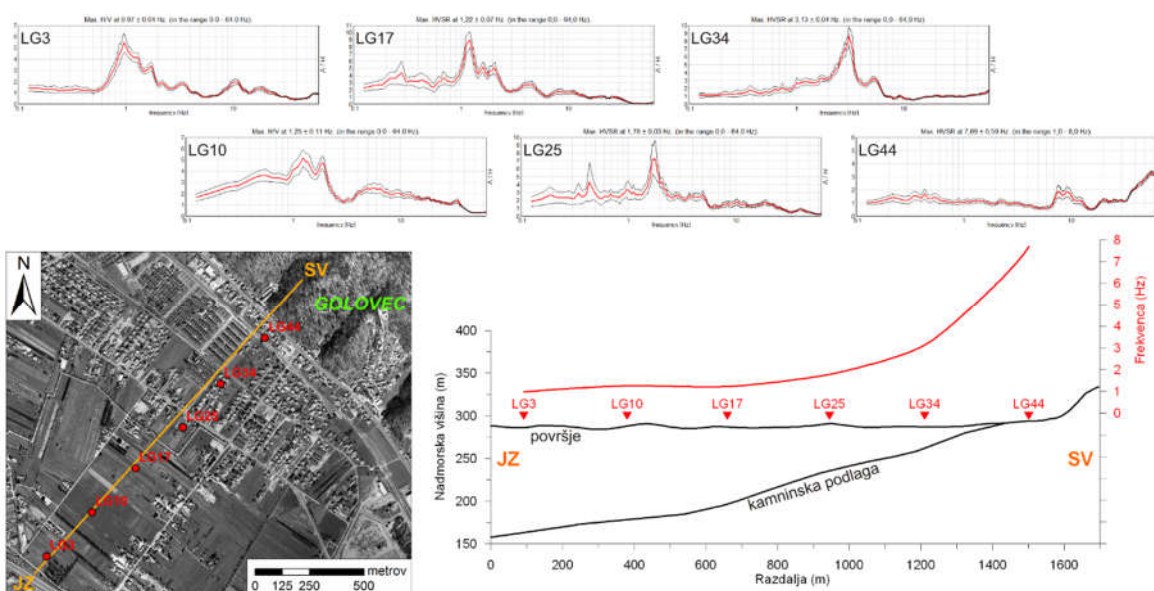
z uporabo ene od metod prilagajanja krivulje oblaku točk. Ta enačba predstavlja sicer poenostavitev problema, saj sta obe spremenljivki (f_0 in z) odvisni od strižne hitrosti V_s , ki se v nevezanih sedimentih praviloma povečuje z globino. V_s je tako povezana z debelino sedimentov (z) z enačbo (Delgado et al., 2000)

$$V_s = A z^B$$

Če jo uporabimo v enačbi $f_0 = Vs/4z$ lahko empirično določimo relacijo med lastno frekvenco (f_0) in debelino sedimentov (z). Ko uporabimo lastno frekvenco za določitev debeline sedimentov na večjem območju za izris karte ali profila debelin, je pomanjkljivost, da na njiju ni nobene informacije o kakovosti in zanesljivosti posamezne meritve oz. določitve debeline. Zato so pred kratkim izdelali učinkovito orodje za sočasen izris kontur in krivulj spektralnega razmerja vzdolž profilov (MoHo, 2023; Tarabusi et al., 2024), modul za tridimenzionalne prikaze pa še razvijajo.

Kartiranje debeline sedimentov na Ljubljanskem barju

V Sloveniji je eno od treh območij s povečano potresno nevarnostjo širše območje Ljubljane, obenem pa je zaradi najgostejše poselitve tu največja potresna ogroženost. Mesto je zgrajeno v severnem delu na prodnem zasipu reke Save, v južnem delu pa na mehkih jezerskih in deloma rečnih sedimentih Ljubljanskega barja, vsi kvartarne starosti (Gosar et al., 2010). Dobra potresna mikrorajonizacija, ki poda faktor vpliva tal na pospešek potresnega nihanja, je za potresno varno projektiranje objektov zato zelo pomembna, vendar dovolj obsežne geofizikalne in geotehnične raziskave za določitev vertikalnih profilov hitrosti strižnega valovanja, nujnih za kvantitativno mikrorajonizacijo, še niso bile izvedene. Na celotnem območju mesta znotraj obvoznice, velikosti 45 km², pa smo izvedli kar 1223 meritev mikrotremorjev v mreži gostote 200 m in izdelali karto porazdelitve lastnih frekvenc in amplitud H/V spektralnega razmerja (Rošar, 2010). Dodatno smo izvedli meritve v 122 stavbah različnih višin in konstrukcijske izvedbe (opečne, armiranobetonske) za analizo nevarnosti resonance med sedimenti in objekti v primeru potresa (Gosar et al., 2010). Raziskave so pokazale izrazito razliko med severnim delom mesta, kjer se pričakuje zmerne ojačitve potresnega nihanja tal in južnega dela, kjer visoke amplitude H/V spektralnega razmerja (povprečno 6,7 +/- 2,4) kažejo visok impedančen kontrast med mehкими sedimenti in skalno podlago, lastna frekvenca pa zelo dobro korelira do globino do kamninske podlage (slika 4).

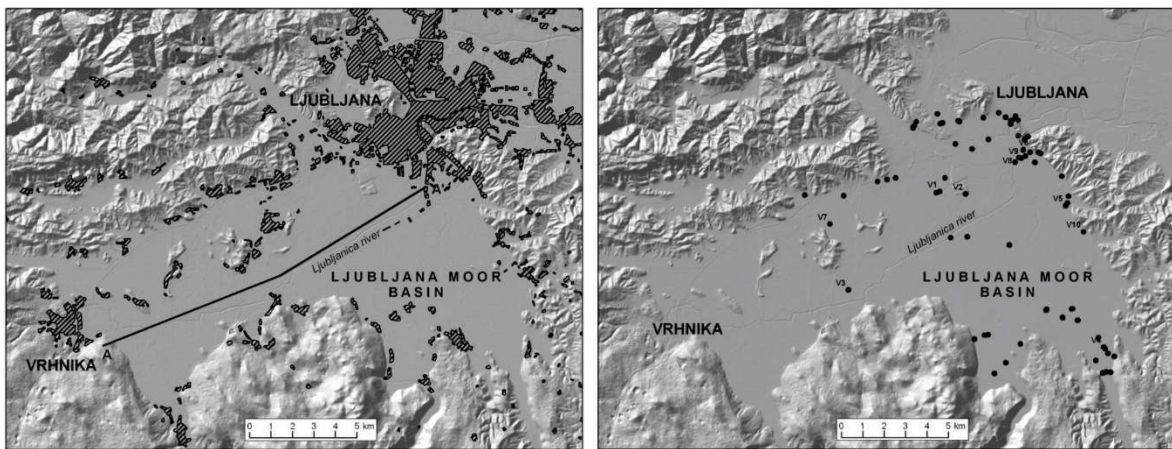


Slika 4 – Za južni del Ljubljane so značilni mehki barjanski sedimenti, ki se odražajo v zelo jasnih vrhovih v H/V spektralnem razmerju mikrotremorjev, katerih frekvenca dobro korelira z globino do trdne kamninske podlage nevezanih sedimentov.

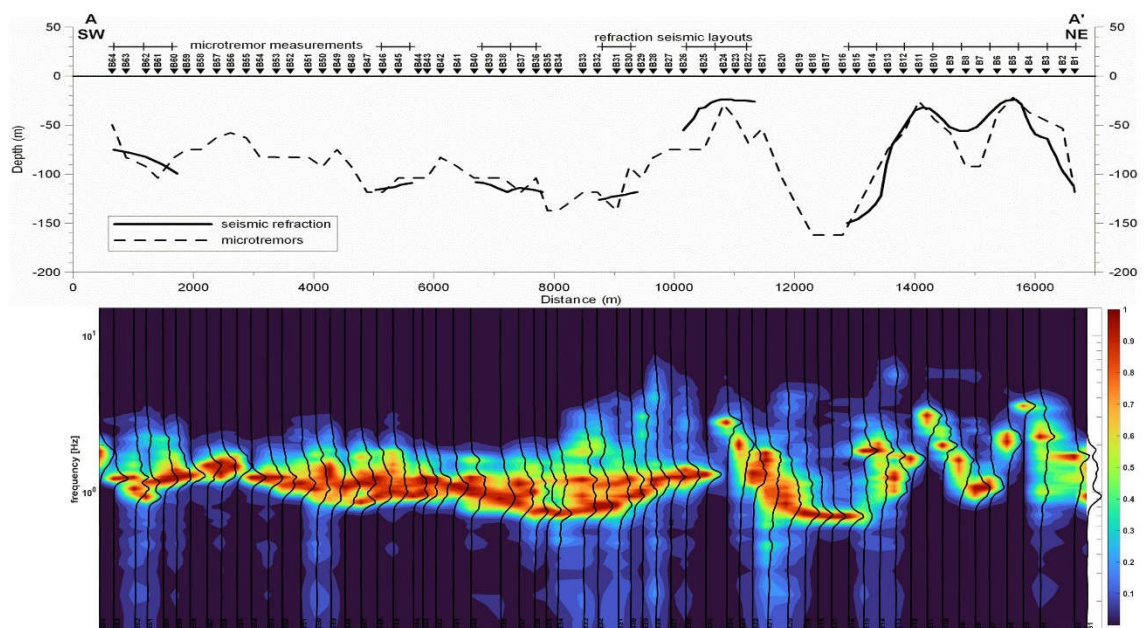
Ker je za Ljubljansko barje značilen zelo izrazit relief predkvartarne podlage, ki je posledica številnih prelomov in tektonskih procesov, je bilo tu izvedenih veliko geotehničnih in hidrogeoloških raziskav. Na Barju je bilo sicer izvrtanih vsaj 65 vrtin, ki so dosegle kamninsko podlago (slika 5 desno), vendar so razporejene zelo neenakomerno. Zato smo se odločili za izvedbo vzdolžnega geofizikalnega profila, dolžine 16 km, ki sega od Vrhnike do Rakove jelše (slika 5 desno). Najprej smo izmerili 16 seizmičnih refrakcijskih razvrstitev po 24 geofonov v medsebojni razdalji 20 m, ki pa ne potekajo zvezno (slika 6), saj je bilo na terenu veliko ovir kot so močvirni predeli, gosta vegetacija ali obdelana zemlja. Na vsaki razvrstitvi smo sprožili 5-7 manjših eksplozivnih nabojev. Na posnetih seizmogramih smo odčitali prve prihode seizmičnega valovanja in podatke interpretirali z metodama presečnega časa in generalizirano recipročno metodo (Reynolds, 1997). V globljih delih sedimentnega bazena (80-170 m) smo ugotovili pet plasti z različno seizmično hitrostjo. Hitrost longitudinalnega (P) valovanja z globino postopoma narašča od 450-800 m/s blizu površja do 1800-2150 m/s v najglobljih delih, brez izrazitih kontrastov med posameznimi plastmi kar kaže na postopno povečevanje, ki je bolj posledica večanja kompaktnosti z globino kot heterogenosti sedimentov. Ugotovljen pa je bil velik kontrast (faktor 2 ali več) seizmične hitrosti z dolomitno podlago triasne starosti, v kateri je hitrost P valovanja 4100-5200 m/s. Meritve so pokazale velike razlike v globini do podlage, med 20 in 170 m, njen relief je zelo razgiban predvsem na območju severno od Črne vasi, kjer se tudi najbolj kaže pomanjkljivost, da refrakcijske razvrstitve niso bile zvezne (slika 6).

Zato smo se odločili za dopolnitev raziskav še z meritvami mikrotremorjev v zveznem profilu. Najprej smo izvedli meritve na lokacijah 53 vrtin, ki so dosegle podlago (slika 5 desno) in kjer so bile meritve možne, ter izpeljali empirično inverzno potenčno relacijo med lastno frekvenco (f_0) in debelino (z). Pri tem je pomembno zavedanje, da je le nekaj vrtin bilo izvrtanih v bližini geofizikalnega profila in da so tudi sicer razporejene zelo neenakomerno. Največ jih je v mestnem območju na SV profila. Predpostavka, da je zapolnitev Barja na celotni njegovi površini podobna, zato ne drži nujno, saj je prav v severnem delu, kjer je največ vrtin, mogoče pričakovati vmes tudi plasti proda. Ta prevladuje tudi v Iškem vršaju, kjer pa smo izvedli ločeno raziskavo. Sledile so meritve v 64 točkah vzdolž geofizikalnega profila (slika 5 levo) v medsebojni razdalji 250 m. Zaradi ponekod goste vegetacije ali močvirnega terena, so bile terenske meritve zahtevne in zato izvedene v najbolj sušnem delu leta meseca avgusta. H/V spektralna analiza je pokazala zelo jasne vrhove, ki ustrezajo močnemu kontrastu v akustični impedanci med kamninsko podlago in sedimenti (slika 6 spodaj). Z uporabo inverzne potenčne relacije smo ugotovljene lastne frekvence pretvorili v globino. Primerjava z rezultati refrakcijske seizmike na območjih prekrivanja meritev je pokazala dobro ujemanje, kar pomeni, da je empirična relacija kljub precejšnjemu raztrosu točk, ki je posledica heterogenosti sedimentov in drugih vplivov, dovolj dobra. Zato smo rezultate mikrotremorjev uporabili za zapolnitev vrzeli med refrakcijskimi razvrstitvami in dobili zvezni profil oblike podlage sedimentnega bazena (Gosar & Lenart, 2010). Ta pokaže zelo razgiban relief v vzhodnem delu na širšem območju Črne vasi. Prikaz kontur in krivulj H/V spektralnega razmerja (slika 6 spodaj) nudi dodaten vpogled v kvaliteto določitev debeline, pri čemer ni nujna pretvorba v debelino in lahko ostanemo v frekvenčni domeni (f_0 na navpični osi). Pričakovano so določene nezveznosti na območju velikih sprememb v debelini sedimentov v vzhodnem delu profila, kjer ni izpolnjen pogoj vodoravnega stika največjega impedančnega kontrasta, ki ga metoda mikrotremorjev v določeni meri predpostavlja. Prikaz kontur in krivulj (slika 6 spodaj) pokaže tudi odsotnost drugih meja znotraj sedimentov, kar se ujema z ugotovitvami refrakcijske seizmike, da hitrost v njih dokaj enakomerno narašča z globino, brez skokovitih prehodov. Metoda H/V spektralnega razmerja mikrotremorjev se je na Ljubljanskem barju pokazala za zelo učinkovito komplementarno metodo konvencionalni geofizikalni metodi refrakcijske

seizmike, predvsem tam kjer so terenski pogoji zelo zahtevni in njena izvedba ni mogoča v zveznem profilu. Zato smo z raziskavami nadaljevali še na območju, ki je kot vir pitne vode zelo pomembno.



Slika 5 – Geofizikalni profil prek Ljubljanskega barja (levo) in položaj vrtin, ki so dosegle kamninsko podlago mehkih sedimentov (desno).

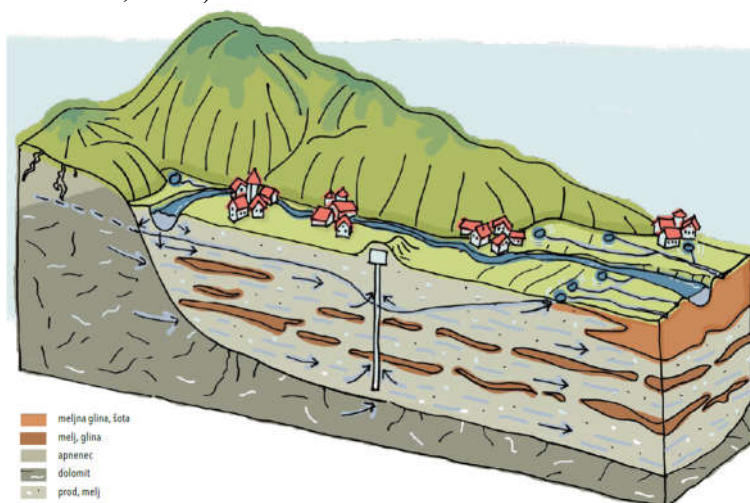


Slika 6 – Profil globine do kamninske podlage prek Ljubljanskega barja na podlagi seizmičnih refrakcijskih raziskav in meritev mikrotremorjev (zgoraj) in HVSR krivulje s konturami (spodaj).

Raziskave z mikrotremorji na Iškem vršaju za izdelavo 3D modela oblike sedimentnega bazena

Iški vršaj se nahaja v južnem delu Ljubljanskega barja med Tomišljem, Igom in Iško vasjo. Zaradi zasipavanja reke Iške, ki priteče iz Krimsko-Mokrškega hribovja in ima hudourniški značaj, v njem prevladuje prodno-meljni zasip, znotraj katerega pa so tudi plasti ali leče meljne gline (slika 7). Vodonosnik Iškega vršaja je pomemben vodni vir za Ljubljano

in okolico, ki se izkorišča v vodarni Brest, kjer iz 12 vodnjakov črpajo do 120 l/s vode (Vahtar & Bračič Železnik, 2019).

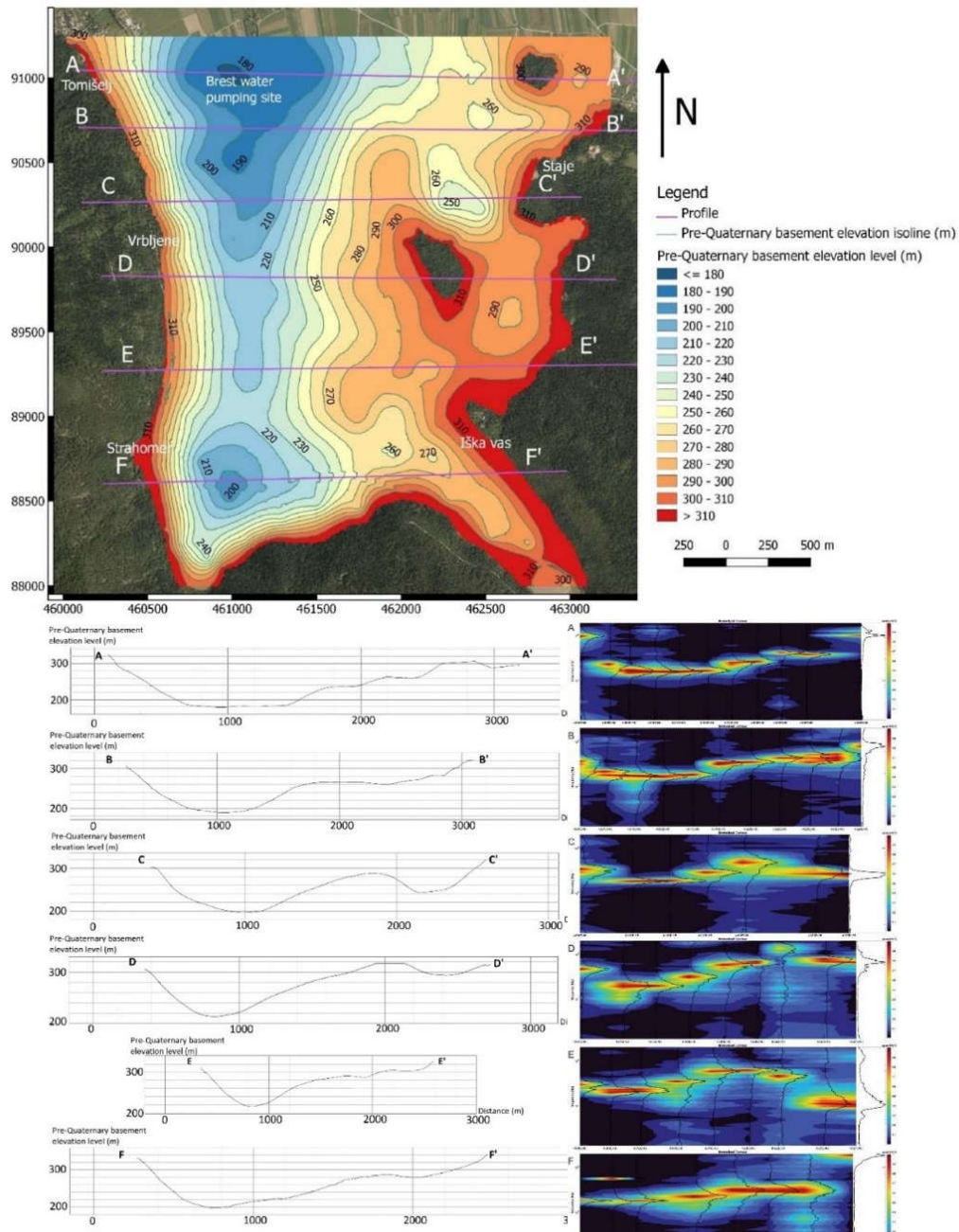


Slika 7 – Shematski geološki prerez skozi Iški vršaj, ki je pomemben vodini vir za Ljubljano in okolico (Vahtar & Bračič Železnik 2019).

Zaradi kraškega zaledja in intenzivnega kmetovanja je vodonosnik ogrožen, saj ga pred onesnaženjem s površja ščiti zgolj sorazmerno tanka plast dobro prepustnih tal. Zato se tu izvajajo poglobljene hidrogeološke raziskave in so Iški vršaj tudi izbrali za pilotni projekt Geološkega zavoda Slovenije za izdelavo metodologije priprave podrobne hidrogeološke karte (Lapanje et al., 2014). Za modeliranje vodonosnika je potrebno dobro poznati obliko sedimentnega bazena. Na Iškem vršaju so bile sicer opravljene nekatere geofizikalne raziskave z metodama geoelektričnega upornostnega sondiranja in refleksijske seizmike, ki pa so zajele samo manjši del območja. Zato smo jih dopolnili z metodo mikrotremorjev (Rupar & Gosar, 2020), ki smo jih izvedli v mreži točk gostote 250 m, skupaj 107 meritev (slika 8). Zaradi kmetijske dejavnosti in prometa, je bilo čas meritev potrebno prilagajati nepričakovanim virom motenj in številne meritve ponoviti v ugodnejših razmerah. Meritve so pokazale zelo jasne vrhove v H/V spektralnem razmerju, iz katerih je bilo mogoče nedvoumno opredeliti lastno frekvenco sedimentov. Na podlagi podatkov šestih vrtin, ki so dosegle predkvartarno podlago in dveh refleksijskih profilov smo izpeljali obratno potenčno relacijo med lastno frekvenco (f_0) in debelino (z), ki se nekoliko razlikuje od tiste, ugotovljene v vzdolžnem profilu prek celotnega Ljubljanskega barja (Gosar & Lenart, 2010). To je razumljivo, saj so v osrednjem delu Barja skoraj izključno jezerski sedimenti, ki se razlikujejo od prodnega zasipa v Iškem vršaju. Na podlagi izpeljane relacije smo izdelali karto globin do predkvartarne podlage (slika 8 zgoraj), ki je do 119 m globoko in kaže na izrazito zasuto dolino v zahodnem delu, kjer tudi danes teče Iška. Amplitude H/V spektralnih vrhov sicer niso pomembne na določitev globine, vendar odražajo impedančni kontrast s podlago. Ozek pas nižjih amplitud smo ugotovili le severno od Iške vasi in je zelo verjetno povezan z razpokanimi kamninami podlage vzdolž Mišjedolskega preloma. Topografija podlage na karti in šestih profilih usmerjenih zahod-vzhod (slika 8) skupaj z konturami in krivuljami spektralnega razmerja kaže razmeroma strmo zahodno pobočje (vznožje Krima) do najgloblje točke, proti vzhodu pa se podlaga dviguje postopno z vmesnimi manjšimi poglobitvami.

Raziskave z mikrotremorji so zaradi zelo uspešnih meritev, ki so odraz dobrega kontrasta akustične impedance med sedimenti in podlago, omogočile izdelavo bolj podrobnega 3D modela sedimentnega bazena Iškega vršaja. Zato bodo uporabljene pri hidrogeološkem

modeliranju vodonosnika in pri oceni vpliva mehkih sedimentov na potresno nihanje tal. Zaradi velikih razlik v debelini sedimentov, se lahko na območju pričakuje ojačenje potresnih valov pri zelo različnih frekvencah, kar bo uporabljeno pri analizi nevarnosti resonančnih učinkov s stavbami. Analiza amplitud spektralnega razmerja je omogočila tudi sklepanje na potek pomembnega preloma v podlagi, kar je pomembno tako s seizmotektonskega vidika kot tudi za napajanje vodonosnika iz zakrasele in razpokane podlage.



Slika 8 – Karta globin do kamninske podlage na Iškem vršaju na podlagi meritev mikrotremorjev ter nekaj vrtin (zgoraj) in šest profilov v smeri zahod-vzhod s HVSr krivuljami s konturami (spodaj).

Literatura

- Bard, P.Y. 1999: Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? V: Irikura, K., Kudo, K., Okada, H., Sasatami, T. (ur.): The effects of surface geology on seismic motion. Balkema, 1251-1279.
- Delgado, J., López Casado, C., Giner, J., Estévez, A., Cuenca, A., Molina, S. 2000: Microtremors as a geophysical exploration tool: applications and limitations. *Pure and Applied Geophysics*, 157,1445-1462.
- Gosar, A. 2007: Raziskave vpliva lokalne geološke zgradbe na potresno nihanje tal in ranljivosti objektov z mikrotremorji. *Geologija*, 50/1, 65-76.
- Gosar, A., Ravnik, D. 2007: Uporabna geofizika, univerzitetni učbenik. Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, 218 str., Ljubljana
- Gosar, A., Lenart, A. 2010: Mapping the thickness of sediments in the Ljubljana Moor basin (Slovenia) using microtremors. *Bulletin of earthquake engineering*, 8/3, 501-518.
- Gosar, A., Rošar, J., Šket Motnikar, B., Zupančič, P. 2010: Microtremor study of site effects and soil-structure resonance in the city of Ljubljana (central Slovenia). *Bulletin of earthquake engineering*, 8/3, 571-592.
- Ibs-von Seht, M., Wohlenberg, J. 1999: Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89/1, 250-259.
- Lapanje, A., Meglič, P., Mali, N., Jež, J., Novak, M., Jamšek Rupnik, P., Atanackov, J., Celarc, B., Urbanc, J., Prestor, J. 2014: Izdelava metodologije in pilotnega vnosa hidrogeološke karte: Tolmač hidrogeološke karte pilotnega območja Iškega vršaja. 49. str., Geološki zavod Slovenije, Ljubljana.
- MoHo, 2017: Tromino, acquisition system for seismic noise and vibrations. User's manual. 148 p., MoHo, Venice.
- MoHo, 2023: HeeVee, software for H/V nad Vs contouring, User's manual. 25 p., MoHo, Venice.
- Molnar, S., Cassidy, J.F., Castellaro, S. 2018: Application of Microtremor Horizontal to Vertical Spectral Ratio MHVSR Analysis for Site Characterization: State of the Art. *Surveys in Geophysics*, 39, 613-631.
- Nakamura, Y. 1989: A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Q. R. Railway Tech. Res. Inst.*, 30, 25-33.
- Nogoshi, M., Igarashi, T. 1971: On the amplitude characteristics of microtremor. *Jour. Seism. Soc. Japan*, 24, 26-40.
- Reynolds, J. M. 1997: An introduction to applied and environmental geophysics. 796 p., Wiley.
- Rošar, J. 2010: Raziskave vpliva sedimentov na potresno nihanje tal na območju Ljubljane z metodo mikrotremorjev. Doktorska disertacija, 241 str., UL-Naravoslovnotehniška fakulteta.
- Rupar, L., Gosar, A. 2020: Mapping the thickness of Quaternary sediments in the Iška alluvial fan (Central Slovenia) using microtremor method. *Acta geodynamica et geomaterialia*, 17/2, 177-190.
- Sharma, H., Mahajan, A.K., Kumar, P. 2024: Evaluation of site effects by developing an empirical relation between fundamental frequency and thickness of sediments for Shimla city, India *Journal of Earth System Science*, 133, 140.
- Tarabusi, G., Sgattoni, G., Caputo, R. 2024: Imaging buried anticlines in the Po Plain, northern Italy, based on HVSR frequency and amplitude analyses. *International Journal of Earth Sciences*.
- Vahtar, M., Bračič Železnik, B. 2019: Pitna voda z Ljubljanskega barja – vodarna Brest. JP Vo-Ka, 28. str., Ljubljana.